مطالعهٔ بارش‌های فرین[1] فصل بهار استان آذربایجان غربی(۲۰۰۸– ۲۰۰۳)

عباس رنجبرسعادت‌آبادی(استادیار رشتهٔ هواشناسی، پژوهشکدهٔ هواشناسی تهران، نویسندهٔ مسؤول)
aranjbar@gmail.com
آزاد توحیدی سردشت(کارشناس ارشد هواشناسی، ادارهٔ کل هواشناسی استان آذربایجان غربی)
azadtohidi@gmail.com

چکیده

اهداف: هدف اصلی این پژوهش، شناخت منشأ شکل‌گیری و ویژگی الگوهای جوی و کمیت‌های هواشناسی مؤثر بر بارش‌های فرین بهارهٔ استان آذربایجان غربی است.

روش: براساس نقشه‌ها و داده‌های هواشناسی در ترازهای مختلف جو، بارش‌های فرین رخ‌داده درفصل بهار، طی دورهٔ آماری ۲۰۰۳ تا ۲۰۰۸ بررسی شده است. سپس ویژگی الگوهای جوی مؤثر در ایجاد این بارش‌ها، بی‌هنجاری‌های میدان‌های فشاری سطح دریا، ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال[2]، تاوائی‌نسبی[3] و فرارفت آن در سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، مطالعه شده است.

یافته‌ها/ نتایج: نتایج نشان داد سامانه‌های فشاری که موجب بارش‌های فرین بهاره در منطقه می‌شوند، اغلب از کم‌فشارهای بریدهٔ مدیترانه‌ای بوده‌اند که با ماندگاری در حدود سه روز در نواحی شرق مدیترانه، رطوبت کافی برای ایجاد این بارش‌ها را کسب می‌کنند، همچنین در روز رخداد بارش‌های فرین، بی‌هنجاری‌های ارتفاع تراز ۵۰۰هکتوپاسکال، نسبت به میانگین بلندمدت در منطقه شاخص بوده است و کاهش زیادی را نشان می‌دهد.

نتیجه‌گیری: در همه موردهای مطالعه شده، تاوائی نسبی و فرارفت آن نسبت به روز قبل از بارش، افزایش قابل ملاحظه‌ای داشته است، به‌طوری‌که مقدار بیشینهٔ تاوائی حدود $4\times10^{-5}s^{-1}$ تا $6\times10^{-5}s^{-1}$ و بیشینهٔ فرارفت تاوائی $6\times10^{-9}s^{-2}$ تا $12\times10^{-9}s^{-2}$ است و می‌تواند به عنوان یکی از پیش‌نشانگرهای بارش فرین در شمال غرب کشور استفاده شود.

کلیدواژه‌ها: بارش‌های فرین، الگوهای جوی، تاوائی نسبی، فرارفت تاوایی، آذربایجان غربی.

1. Extreme
2. Hecto-Pascal
3. Relative vorticity

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۱۱/۹ تاریخ تصویب:۱۳۹۳/۶/۲۲

۱-مقدمه

بارش‌های بهاری در مناطق مختلف به‌ویژه در مناطق کوهستانی، دارای تغییرپـذیری زیـادی اسـت. بخش عمدهٔ بارش‌های نواحی شمال غرب ایران، در فصل بهار رخ می‌دهـد. و بـا توجـه بـه موقعیـت جغرافیایی و پیچیدگی توپوگرافی منطقه، ساز و کار فرآیند بارش نیز پیچیدگی خاصـی دارد. در فصـل بهار با برگشت جت قطبی [1] به عرض‌های شمالی‌تـر و محـدودترشـدن دامنـهٔ فعالیـت نـاوهٔ مدیترانـه، فعالیت سامانه‌های بارشی بر روی ایران نیز کاهش مـی‌یابـد و اغلـب بـه نـواحی شـمال غربـی ایـران محدود می‌شود. این بارش‌ها عـلاوه بـر ایـن‌کـه نقـش مهمـی در تـأمین منـابع آب اسـتان دارنـد، در زمینه‌های مختلف دیگر ازجمله کشاورزی، دامپروری و غیره هم اهمیت زیادی دارند؛ بنابراین بررسـی الگوهای جوی مؤثر بر بارش‌های بهاری فرین و شناخت منشأ، نحوهٔ شکل‌گیری و زمان رخداد آن‌هـا، شرایط لازم برای صدور هشدارها و پیش‌آگاهی‌های به‌هنگام را فـراهم مـی‌کنـد کـه نقـش مـؤثری در مدیریت منابع آب و کاهش خسارت‌های احتمالی خواهد داشت. از طرفی با توجه به این‌که مـدل‌هـای عددی پیش‌بینی وضع هوا، اغلب قابلیت پیش‌بینی این بارش‌ها را ندارند، بررسی کمیـت‌هـای دیگـری از قبیل تاوایی نسبی و فرارفت آن، گاهی به‌عنوان ابزارهای کمکی برای پیش‌بینی دقیـق‌تـر بـارش‌هـای فرین به‌کار می‌رود که در این پژوهش این موضوع، بررسی می‌شود.

۲-پیشینهٔ پژوهش

باتوجه‌به اهمیت موضوع ارتباط بین الگوهای جوی و رخداد بارش‌ها در مناطق مختلف، پژوهش‌های زیادی در این زمینه انجام شده است که در ادامه به برخی از آن‌ها اشاره می‌شود.(اشجعی باشکند،۱۳۷۹: ۱) به بررسی و ارایهٔ مدل‌های هم‌دیدی بارش‌های سنگین درشمال غرب ایران پرداخته است و نتیجـه گرفتـه است که بهترین حالت برای رخداد بارش‌های سنگین، هنگامی است که کم‌فشار مدیترانه با پرفشـار اروپـا که از روی قفقاز و شمال غرب به داخل ایران نفوذ می‌کند، ترکیب شود و حالت هم‌گرایی شدید بین ایـن دو سامانه به‌وجود آید(عزیزی و همکاران، ۱۳۸۸: ۱) با تحلیل سینوپتیک [2] بارش‌های سنگین غرب کشـور به صورت موردی نتیجه گرفته‌اند که سیستم کم‌فشار دریـای مدیترانـه و زبانـهٔ کـم‌فشـار سـودانی باعـث

---

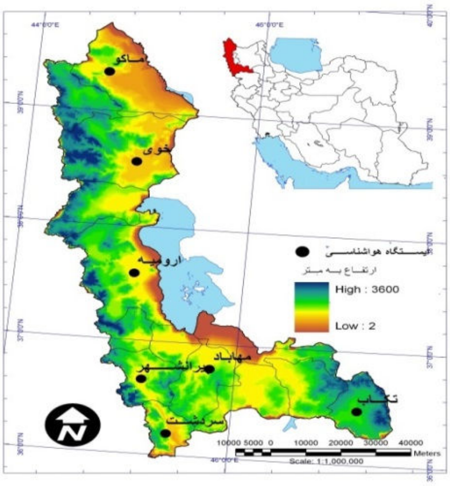
1. Polar jet
2. Synoptic

بارندگی‌های این دوره شده است، که دریای مدیترانه، دریای سیاه و دریای سرخ در تقویت این سیستم‌هـا، در سطح زمین نقش داشته‌انـد. (حجـازی‌زاده و همکـاران، ۱۳۸۶: ۱۲۵) الگـوهـای سـینوپتیک تـراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، مولد سیلاب‌های مخرب و فراگیر سطح حوضۀ آبریز دریاچۀ ارومیه را بررسـی کـرده‌انـد و دریافته‌اند که به هنگام وقوع این سیلاب‌ها، محور ناوه[1] به سمت عرض‌های جغرافیایی پایین عمیق‌تر شده است و الگوی سینوپتیکی ترافزهای موج کوتاه، بادهای غربی مولد ۶۷/۳٪ از کل سیلاب‌ها است(عسگری و رحیم‌زاده، ۱۳۸۵: ۴۲). با استفاده از داده‌های بارش ۳۴ ایستگاه هم‌دیدی به مطالعۀ تغییـرپـذیری بـارش دهه‌های اخیر کشور پرداخته‌اند و نشان داده‌اند که رفتار بارش در این ایستگاه‌هـا یکنواخـت نبـوده اسـت. رنجبر سعادت‌آبادی و امینی(۱۳۸۹: ۵۷) بارش‌های هم‌رفتی شدید فصل تابستان استان گلسـتان را مطالعـه کرده‌اند و نتیجه گرفته‌اند که نیروهای واداشتی هم‌دیدی، ناشی از امواج کم‌دامنۀ تـراز میـانی و نفـوذ زبانـۀ پرفشار، بر روی دریای خزر، نقش مؤثری در ایجاد این بارش‌های شـدید تابسـتانه داشـته اسـت.(رنجبـر سعادت‌آبادی و همکاران، ۱۳۹۳: ۸۲) تأثیر بی‌هنجاری‌های ماهانۀ الگوهای فشاری بر شرایط بارشی پـاییزۀ سواحل شمالی ایران را مطالعه کرده‌اند و نتیجه گرفته‌اند که بیزهنجاری الگوهای فشاری در دو ناحیۀ(روی اروپاونواحی شمال شرقی دریای خزر) ارتباط زیادی با ایجاد دوره‌های خشک و تـر در سـواحل شـمالی کشور دارد (منتظری، ۱۳۸۸: ۱۲۵) با استفاده از داده‌های بارش ماهانـۀ ایسـتگاه‌هـای هـواشناسـی، تحلیـل زمانی–مکانی بارش‌های فرین روزانۀ کشور را انجام داده است و نتیجه گرفته است که امکان وقوع بارش‌های فرین روزانه در سراسر ایران به‌جز سواحل دریای خزر در چهار ماه دسامبر، ژانویه، فوریـه و مـارس وجود دارد. پژوهش‌های مشابه دیگری از جمله(لشکری، ۱۳۷۵: ۱)، (عساکره،۱۳۹۱: ۱)، (منتظری، ۱۳۸۸: ۱۲۵)، (Hossos, et al, 2008: 5)، (Kysely & Picek, 2007: 243)، (Lana, 2007: 28)، (Higgins, et al., 2000: 793)، (Cooley, 2009: 77) (Browning & Roberts, 1996: 1845)، در این خصوص انجام شده است.

۳-روش تحقیق

برای بررسی بارش‌های فرین بهارۀ استان آذربایجان غربی، ۷ ایستگاه هم‌دیدی در سطح استان(شکل ۱) انتخاب شدند.

1. Trough



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی، توپوگرافی و ایستگاه‌های سینوپتیک استان آذربایجان غربی

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۳

در جدول(۱)مشخصات ایستگاه‌های موردمطالعه نشان داده شده است. در مرحلهٔ بعدی آمارهای بارش سالانه، ماهانه و روزانهٔ ایستگاه‌های محدودهٔ مطالعاتی، طی دورهٔ آماری از آغاز تأسیس ایستگاه‌ها، از سازمان هواشناسی کشور دریافت شده است. سپس پردازش‌های لازم برای تعیین بارش‌های فرین استان به روش شاخص پایهٔ صدک و تعیین رژیم بارش ماهانه و فصلی در یک دورهٔ پای ۴۷ ساله(۱۹۶۰–۲۰۰۸) انجام شده است.

جدول ۱: مشخصات ایستگاه‌های مورد بررسی و دورهٔ آماری مربوط به آن‌ها

ایستگاه	ماکو	تکاب	ارومیه	پیرانشهر	مهاباد	سردشت	خوی
عرض جغرافیایی	۳۹–۲۰′	۳۶–۲۳′	۳۷–۳۲′	۳۶–۴۰′	۳۶–۴۶′	۳۶–۰۹′	۳۸–۳۳′
طول جغرافیایی	۴۶–۲۶′	۴۷–۰۷′	۴۵–۰۵′	۴۵–۰۸′	۴۵–۴۳′	۴۵–۳۰′	۴۴–۵۸′
تعدادسال‌ها	۲۳	۲۲	۴۷	۲۲	۲۳	۲۲	۴۷

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۳

از بین ایستگاه‌های منتخب، ایستگاه ارومیه و خوی باتوجه به‌زمان تأسیس، دارای آمار ۴۷ ساله بوده‌اند و سایر ایستگاه‌ها دارای آمار ۲۲ و ۲۳ ساله بوده‌اند (جدول۲).

جدول۲: مقدار بارش آستانه(حسب میلیمتر) برای تعیین بارش‌های شدید و فرین در آذربایجان غربی

آستانه‌ها	مشخصهٔ بارش	بهار	تابستان	پاییز	زمستان	سالانه
میانگین بارش در آذربایجان غربی	میانگین۷ایستگاه	۱۳۴/۶	۲۳/۲	۹۹/۱	۱۲۵/۲	۳۸۲/۱
۱۰%از بارش فصلی	بارش شدید	۱۳/۵				
۲۰ %از بارش فصلی	بارش فرین	۲۷				

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۳

سپس داده‌های بارش روزانهٔ ۷ ایستگاه فوق برای آخرین دورهٔ پنج‌سالهٔ موجود(۲۰۰۳–۲۰۰۸) درنظر گرفته شده و روزهای بارشی، با توجه به آستانهٔ حداقل ۰/۱ میلی‌متر برای همهٔ ایستگاه‌ها استخراج شده است. آن‌گاه برای تعیین بارش‌های شدید و فرین، معیارهای زیر در نظر گرفته شد:

الف– یک روز بارشی در منطقهٔ آذربایجان غربی، روزی است که حداقل یک ایستگاه در مدت ۲۴ ساعت، حداقل ۰/۱ میلی‌متر بارش دارد.

ب– بارش شدید، میزان بارشی است که مقدار آن در طی ۲۴ ساعت برابر یا بیشتر از ۵٪ مقدار متوسط بارش سالانه و یا برابر یا بیشتر از ۱۰٪ مقدار متوسط درازمدت بارش فصلی در ایستگاه مربوط است. در همین زمینه، روز دارای بارش شدید در آذربایجان غربی، روزی است که مقدار بارش در حداقل۳ ایستگاه از ۷ ایستگاه(حدود ۳۰٪ ازایستگاه‌های مورد مطالعه) برابر یا بیشتر از آستانهٔ ۱۰٪ مقدار متوسط فصلی و یا ۵٪ مقدار متوسط سالانه است. بر همین اساس مقدار بارش فرین، برابر یا بیشتر از ۲۰٪ مقدار متوسط بارش فصلی و یا ۱۰٪ متوسط بارش سالانه تعیین شده است. جدول(۲) مقادیر آستانه را در آذربایجان غربی، برای تعیین روزهای بارش شدید و فرین، باتوجه به آستانه‌های درصدی فوق، نشان می‌دهد.

در مرحلهٔ آخر به‌منظور بررسی هم‌دیدی بارش‌های فرین فصل بهار، با استفاده از نقشه‌های هواشناسی سطوح استاندارد فشاری و داده‌های روزانه تحلیل مجدد مرکز محیطی[1](NCEP)

1. National Center for Environmental Prediction

نقشه‌های هم‌دیدی سطوح مختلف هر یک از رخداد بارش‌ها در ساعت‌ها ۰۰ و ۱۲ گرینویچ[1]، از ۴۸ ساعت قبل از بارش تا ۲۴ ساعت بعد از آن تحلیل شده است، سپس با نوشتن برنامه-هایی، نقشه‌های تاوایی نسبی و فرارفت آن از دو روز قبل از بارش تا یک روز بعد از آن، به صورت روزانه تهیه شده است و سپس مطالعه شده است که جهت سهولت کار خروجی تاوائی در $۱۰^۶$ و فرارفت تاوایی در عدد $۱۰^۹$ ضرب شده‌اند.

استان آذربایجان غربی در شمال غربی کشور قرار دارد. این استان بین ۳۶ درجه و ۵ دقیقه تا ۳۹ درجه و ۴۶ دقیفهٔ عرض شمالی و ۴۴ درجه و ۳ دقیقه تا ۴۷ درجه و ۲۳ دقیقهٔ طول شرقی قرار گرفته است. کوه‌های آذربایجان غربی به صورت یک رشتهٔ ممتد و مرتفع مانند دیواری در جهت شمال و جنوب و جنوب شرقی امتداد دارند و تاحدودی مانع نفوذ توده‌های هوای باران از حوزهٔ اقیانوس اطلس و مدیترانه به درون فلات ایران و به ویژه به درون استان می‌شوند. میانگین سالیانهٔ بارندگی در این استان ۳۰۰ تا ۴۰۰ میلیمتر است. این استان از نظر تعداد و میزان آب‌دهی رودخانه‌ها غنی است که این خود به دلیل آن است که میزان بارندگی به‌ویژه به شکل ریزش برف، در مناطق کوهستانی، به مراتب بیشتر از میزان بارندگی در شهرها و مناطق جلگه‌ای است.

۴- مبانی نظری

برای بارش‌های شدید و فرین، تعریف‌های متعدد و مقادیر متفاوتی برای زمان‌ها و مناطق مختلف ارایه شده است، اما در حالت کلی، رویداد فرین، به شرایط یا رخدادهای شدید و غیرمعمول فیزیکی گفته می‌شود که به لحاظ آماری مقادیر بزرگ یا کوچک عناصر یک مجموعه را شامل شود (Benstad, 2006: 632)؛ به عبارت دیگر رویداد فرین به رویدادی گفته می‌شود که مقدار آن از یک آستانه فراتر می‌رود و برای یک متغیر فرضی در یک دورهٔ معین، به مقادیری که بیشتر یا کمتر از مقادیر رخ داده در آن منطقه باشد، گفته می‌شود. بنابراین رویدادهای فرین جوی به حوادث نادر و دور از شرایط به-هنجار گفته می‌شود. عمدتاً برای تعیین بارش‌های شدید، خیلی شدید و حدی، از آستانهٔ صدک

1. Greenwich

استفاده می‌شود (Hennessy & et al., 1999: 1)؛(Peterson & et al., 2001: 3)؛ همچنین شاخص صدک، به‌ویژه در مطالعات تغییر اقلیم و بررسی روند تغییرات بارش‌های حدی، زیاد استفاده می‌شود. برای مثال می‌توان به این پژوهش‌ها اشاره کرد:

(Becker, et al., 2007: 139); (Haylock & Nicholls, 2000: 1533); (Garcia, et al., 2007: 113); (Kunkel, 2003: 291); (Seleshi &Camberlin, 2006: 181).

در این شاخص، از تعداد کل روزهای بارشی، روزهای برابر یا بالاتر از صدک ۹۵ام و ۹۹ام به ترتیب به‌عنوان روزهای دارای بارش شدید و بارش فرین در نظر گرفته شده است(Nicholls & et al , 2000: 11)

باتوجه‌به این‌که پیش‌بینی این رویدادها اغلب بسیار دشوار است، تلاش می‌شود تا از دیگر پارامترهای هواشناختی، به‌عنوان ابزارهای کمکی برای ردیابی و پیش‌بینی آن‌ها استفاده شود که در این پژوهش سعی شده است که نقش تاوایی نسبی و فرارفت آن در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، برای رخدادهای بارش فرین در استان آذربایجان غربی بررسی شود. تاوایی مقدار چرخش هوا یا هر سیال دیگری به ازای سطح واحد است(معادله ۱).

$$\nabla \times U = \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}\right) \qquad (۱)$$

که در آن u مؤلفهٔ شرق سوی باد و v مؤلفهٔ شمال سوی باد و U_a سرعت مطلق است. در هواشناسی بزرگ‌مقیاس، فقط مؤلفه‌های قایم تاوائی مطلق و نسبی به‌کار می‌رود که این کمیت-ها به ترتیب با η و ξ نشان داده می‌شوند(معادلهٔ ۲).

$$\xi = K.(\nabla \times U) \quad ; \quad \eta = K.(\nabla \times U_a) \qquad (۲)$$

مناطقی با مقادیر بزرگ مثبت از ξ تمایل به تقویت توفان‌های چرخندی در نیم‌کرهٔ شمالی دارند. فرارفت تاوایی، انتقال تاوایی با میدان باد است که فرارفت تاوایی نسبی با معادله ۳ بیان شده است.

$$\text{فرارفت تاوایی نسبی} = -u\frac{\partial \xi}{\partial x} - v\frac{\partial \xi}{\partial y} \qquad (۳)$$

۵-یافته‌های تحقیق

بر اساس آستانه‌ها و معیارهایی که در بخش قبل بیان شد، خصوصیات زمانی و مکانی بارش‌های شدید در منطقهٔ آذربایجان غربی بررسی شده است و تعداد ۱۵ روز در حکم روزهای بارش شدید و فرین بهاری برای بررسی ویژگی‌های الگوهای جوی انتخاب شده است(جدول ۳). برای نمونه تحلیل یک مورد از الگوهای جوی بارش‌های فرین در بخش بعد آورده شده است.

جدول۳: مشخصات بارش‌های شدید و فرین بهاری در آذربایجان غربی برای دورهٔ ۲۱ساله(۱۹۸۶–۲۰۰۸) در روزهای زیر حداقل سه ایستگاه ازهفت ایستگاه برابر یا بیشتر از آستانه ۱۰٪ مقدار متوسط فصلی(۱۳/۵) بارش دریافت کرده‌اند.

تاریخ روزهای رخداد بارش فرین	بارش ایستگاه‌ها بر حسب میلی‌متر							
	ارومیه	مهاباد	خوی	سردشت	ماکو	تکاب	پیرانشهر	بارش کل
۳۱ مارس ۱۹۸۶	۴۲	۲۸	۲۱	۰	۰	۱۹	۳۳	۱۴۳
۲ آوریل ۱۹۹۰ ※	۳۹/۶	۳۳	۱۷	۳۰/۶	۱۵/۷	۲۰	۳۴	۱۸۹
۸ آوریل۱۹۹۳ ※	۳۴	۴۵	۱	۴۵	۱	۱۵	۴۹	۱۹۰
۲۶ آوریل ۱۹۹۳	۸/۱	۱۰	۱۸	۲۱	۱۷	۱۰	۳۳	۱۱۳/۲
۱۱ آوریل ۱۹۹۵	۱۳/۶	۲۹	۰/۸	۸۷	۰	۱۴	۲۶	۱۷۰/۴
۱۲ آوریل ۱۹۹۶	۱۹	۲۳/۴	۱۳	۱۴	۲۰	۱۴	۴۵	۱۴۸/۴
۲۸ آوریل ۱۹۹۸	۶	۲۱/۸	۰	۵۰	۰	۱۹/۵	۲۳	۱۲۰/۳
۱ آوریل ۱۹۹۹	۱۵	۱۳	۱۶/۴	۲۱	۹/۹	۲/۲	۴۵	۱۲۲/۵
۲۶ مارس ۲۰۰۲ ※	۲۸	۲۰/۸	۲۶	۵۰	۱۴/۱	۱۵/۶	۳۸/۴	۱۹۲/۲
۱۸ آوریل ۲۰۰۲	۴۱	۱۹/۷	۱	۲۴	۰	۶/۳	۱۷	۱۰۹
۱۶ آوریل ۲۰۰۳ ※	۴۴	۲۸/۷	۳۴/۶	۳۸	۱۵/۴	۲۳	۳۸	۲۳۳/۱

۲۳ آوریل ۲۰۰۴ ٭	۲۶/۸	۶۸	۳	۴۹	۱/۶	۲۳	۷۶	۲۵۲/۴
۱می ۲۰۰۵ ٭	۳۳/۴	۳۹	۸	۴۷	۰	۵۰	۵۰	۲۲۷/۴
۳ می ۲۰۰۵ ٭	۲۸/۹	۲۸/۳	۲۳	۴۳/۷	۱۶/۱	۲۲/۵	۴۷	۲۰۹/۵
۱۷ آوریل ۲۰۰۶ ٭	۳۰	۴۰/۵	۱۵/۶	۳۸	۱۴/۸	۱۴/۷	۴۹/۲	۲۱۷/۵

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۳

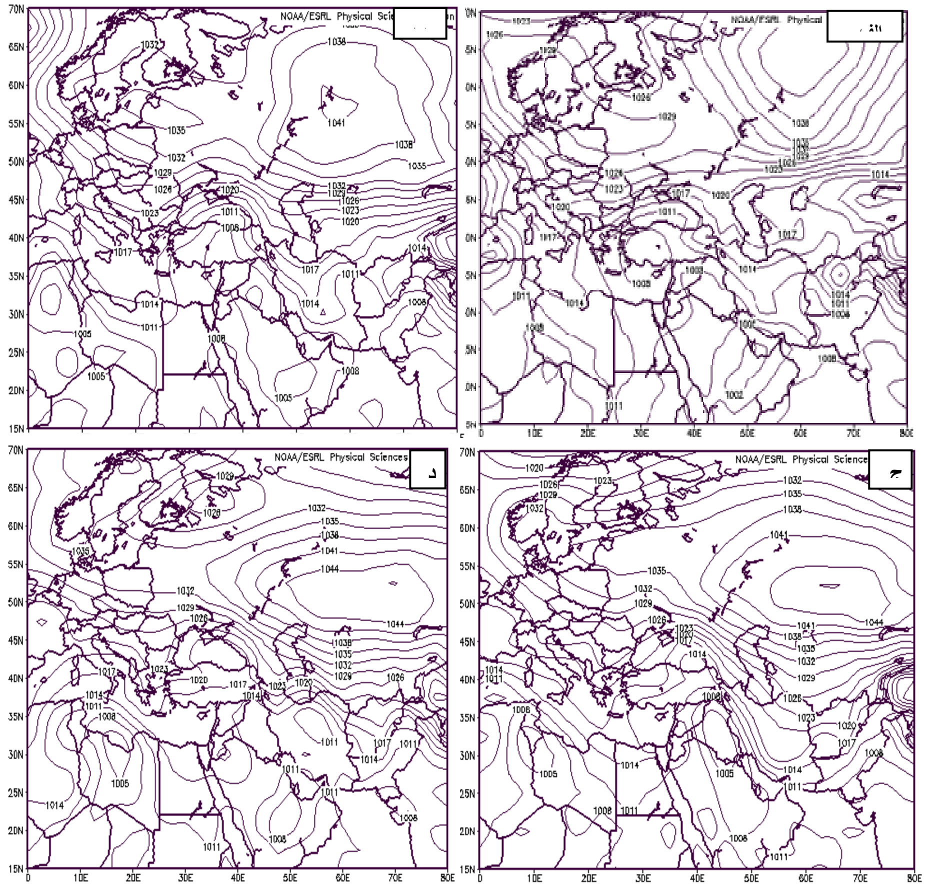
علامت ستاره(٭) بیانگر روزهای بارش فرین صدک(۹۹ام)است.

۵-۱- بارش روز ۱۶ آوریل ۲۰۰۳

در نقشهٔ سطح زمین روز ۱۴ آوریل، مرکز کم‌فشاری بر روی دریای مدیترانه و غرب ترکیه قرار گرفته است و کم‌فشار بسته‌ای نیز در روی عربستان مشاهده می‌شود، همچنین زبانهٔ پرفشار از روی خزر تا نواحی مرکزی ایران و بخش‌هایی از زاگرس و شمال غرب کشور گسترش یافته است. منطقهٔ مورد مطالعه، بین امواج ناشی از پرفشار شمالی و کم‌فشار مدیترانه‌ای قرار گرفته است که این شرایط سبب ایجاد گرادیان.فشاری[1] قابل توجهی در منطقه شده است(شکل ۲-الف). در روز ۱۵ آوریل، کم‌فشار مستقر در شمال عربستان و مدیترانه، ادغام شده است و کم‌فشاری با هستهٔ ۱۰۰۲ هکتوپاسکال، برروی عراق شکل گرفته است که زبانه‌های آن تا دریای سیاه گسترش یافته است. افزایش فشار در نوار شمالی کشور و افزایش گرادیان فشار در ناحیهٔ مورد مطالعه، مشاهده می‌شود(شکل ۲-ب). در روز ۱۶ آوریل، ناوهٔ معکوس فشاری با خط هم‌فشار ۱۰۰۵ هکتوپاسکال بر روی کشور عراق بسته شده است و زبانه‌های این ناوه،از نوار غربی ایران تا دریای سیاه ادامه دارد. پرفشار سیبری ضمن تقویت و گسترش، با پرفشار روی اروپا ترکیب شده است و کمربند پرفشار گسترده‌ای در عرض‌های جغرافیایی حدود ۴۵ تا ۶۵ درجهٔ شمالی ایجاد کرده است. منطقهٔ مورد مطالعه محل تلاقی ناوهٔ معکوس فشاری مستقر در نواحی غربی و پشتهٔ فشاری روی کشور است.(شکل‌های ۲-ب و ج). روز ۱۷ آوریل پشتهٔ فشاری روی ایران جای خود را به سامانهٔ کم‌فشار داده است و گرادیان فشاری زیادی در نوار شمالی کشور و روی دریای خزر

1. Pressure gradient

دیده می‌شود(شکل ۲–د). بررسی میدان ارتفاع ژئوپتانسیل[1] در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال(شکل ۳) نشان می‌دهد که کمربند پرارتفاعی در عرض‌های جغرافیایی حدود ۴۵ تا ۶۵ درجهٔ شمالی گسترده شده است.

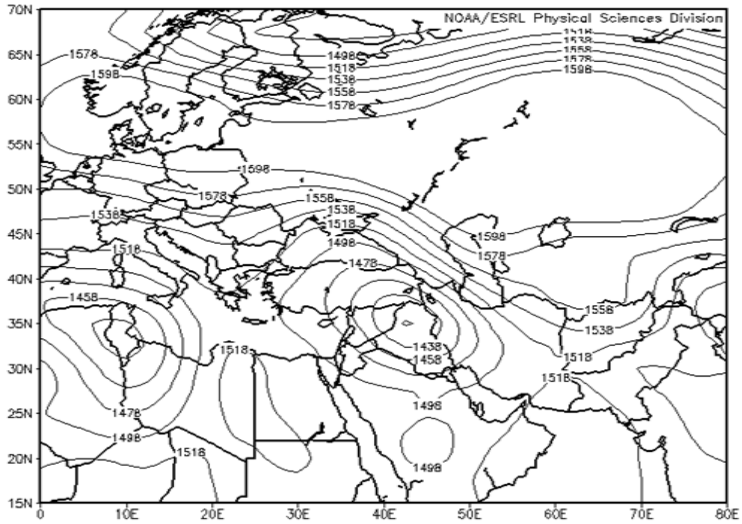


شکل ۲: میدان فشار سطح دریا(حسب هکتوپاسکال) برای ساعت ۰UTC روزهای ۱۴ تا ۱۷ آوریل ۲۰۰۳ به ترتیب از الف تا د

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۲

1. Geopotential

وسعت این کمربند پرارتفاع، در محدودهٔ سیبری، در مقایسه با اروپا گسترده‌تر است و پشتهٔ ارتفاعی آن مقداری به عرض‌های جنوبی‌تر کشیده شده است و مانع از حرکت سریع سامانه-های کم‌ارتفاعی است که روی مدیترانه تشکیل شده است.

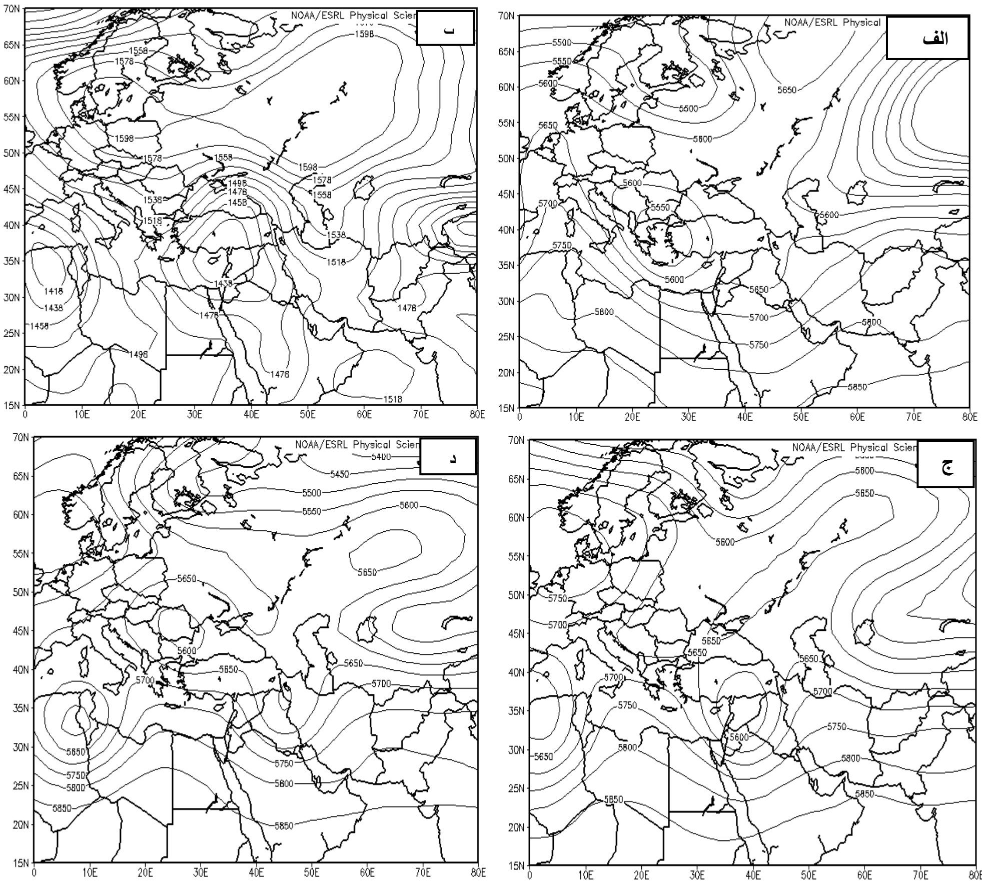


شکل۳: میدان ارتفاع ژئوپتانسیل ۸۵۰ هکتوپاسکل(حسب متر) برای ساعت UTC ۰۰۰۰ روز ۱۶ آوریل ۲۰۰۳

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۲

در روز ۱۵ آوریل ۲۰۰۳ سامانهٔ کم‌ارتفاع واقع در مدیترانـهٔ مرکـزی بـا حرکـت بـه سـمت جنوب‌شرق در نواحی شرقی مدیترانه قرار گرفتـه اسـت و نـاوهٔ عمیـق آن تـا منـاطق جنـوبی عربستان توسعه یافته است، همچنین تقویت و گسـترش کمربنـد پـرارتفـاعی در عـرض‌هـای جغرافیایی حدود ۴۵ تا ۶۵ درجهٔ شمالی و نفوذ پشتهٔ ارتفاعی از روی دریای خزر بـه عـرض-های جنوبی‌تر در این روز قابل ملاحظه است(شکل ۴–ب). در روز ۱۶ آوریل سامانهٔ کم‌ارتفاع شرق مدیترانه و همچنین کمربند پرارتفاع عرض‌های جغرافیایی حدود ۴۵ تا ۶۵ درجهٔ شـمالی نسبت به روز قبل ضعیف شده اسـت(شـکل ۴–ج). در ایـن دو روز(۱۵ و ۱۶ آوریـل) منطقـهٔ مورد مطالعه، تحت تأثیر، امواج ارسالی از سامانهٔ کم‌ارتفاع مدیترانه‌ای بوده است و در روز بعد

این سامانه ضعیف شده است و ناوهٔ آن بر روی منطقهٔ مورد مطالعه قرار گرفته است(شکل ۴–د).



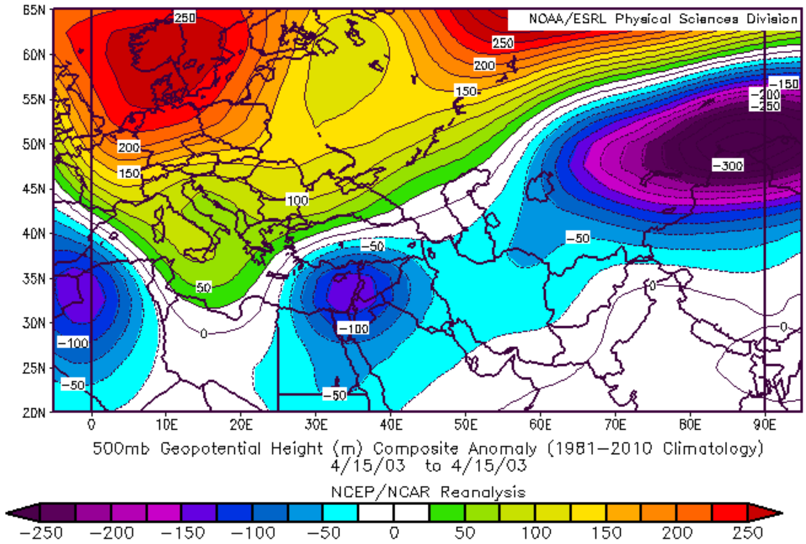
شکل۴: میدان ارتقاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکوپاسکال(حسب متر) برای ساعت ۰۰۰۰UTC روزهای ۱۴ تا ۱۷ آوریل ۲۰۰۳ به ترتیب از الف تا د

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۲

بررسی میدان ارتفاع ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال نشان داد که در روز ۱۴ آوریل سامانهٔکم-ارتفاعی بر روی نواحی مرکزی دریای مدیترانه و دریای اژه و ناوه‌ای نیز از جنوب عراق تا روی عربستان قرار گرفته است(شکل ۴–الف). ناوهٔ کم‌ارتفاع مدیترانه‌ای، ضمن حرکت به سمت شرق، عمیق

شده است و به سوی ایران حرکت می‌کند. این ناوه با قرارگرفتن در غرب منطقۀ مورد مطالعه، همراه با واگرایی جریان‌ها در سطوح بالا، باعث هم‌گرایی و افزایش حرکات صعودی در سطح زمین شده است.

بررسی بی‌هنجاری ژئوپتانسیل تراز ۵۰۰هکتوپاسکال، بیانگر کاهش ارتفاع در نواحی شرقی مدیترانه تا ۱۵۰ متر و در روی سیبری تا بیش از ۳۰۰ متر است



شکل ۵: بی‌هنجاری ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالنسبت به میانگین بلندمدت آن در روز ۱۵ آوریل ۲۰۰۳

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۲

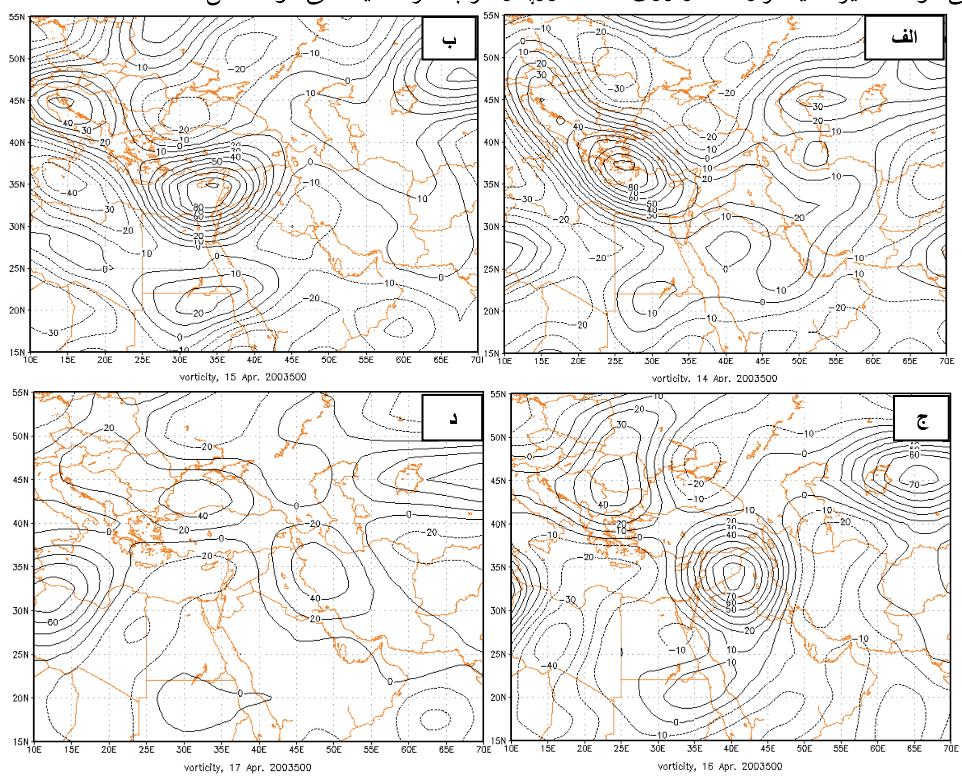
افزایش ارتفاع در روی اروپا قابل ملاحظه بوده است و گسترش این افزایش تا روی نواحی مرکزی مدیترانه مشاهده می‌شود(شکل ۵).

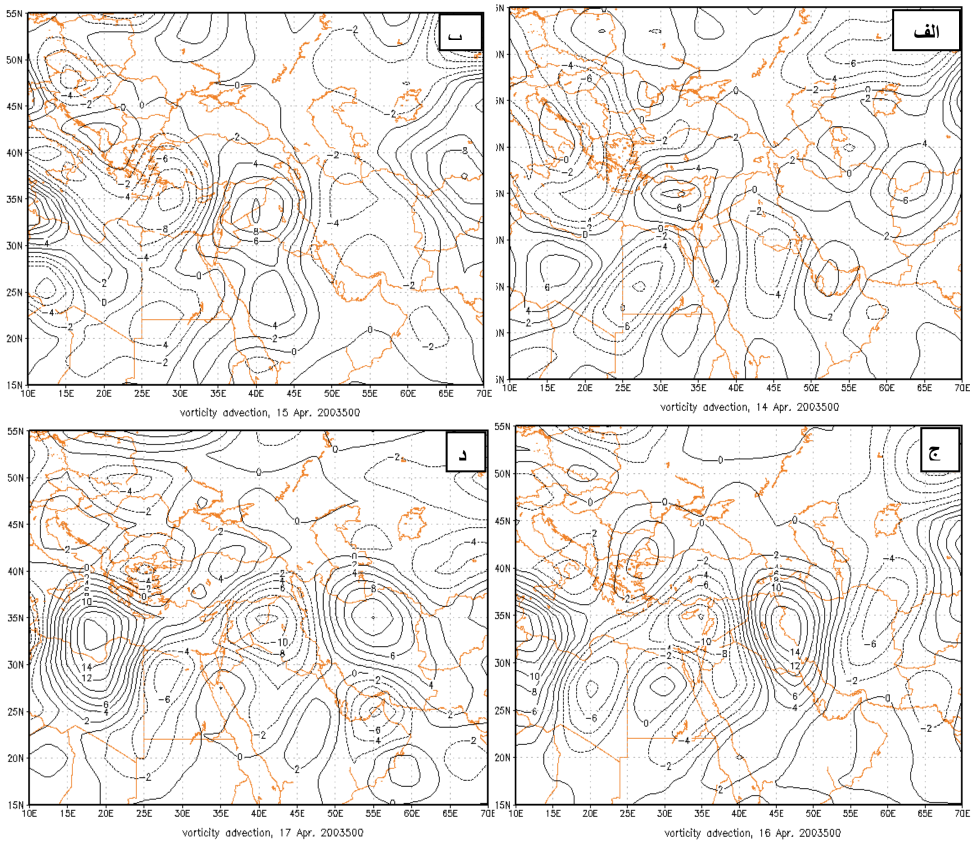
بررسی میدان تاوایی نسبی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روز ۱۴آوریل(شکل ۶-الف) نشان می‌دهد که محور بیشینۀ آن در نیمۀ شمالی مدیترانه واقع شده است و هسته‌ای بسیار قوی در جنوب غرب ترکیه و نواحی مرکزی مدیترانه قرار دارد. در روز ۱۵ آوریل(شکل ۶-ب) مرکز بیشینۀ تاوایی بر روی بخش‌های شرقی مدیترانه قرار گرفته است و بر روی ایران گرادیان تاوایی[1] ضعیفی مشاهده می‌شود و کمینۀ این کمیت بر روی شمال روسیه قرار دارد. در روز ۱۶ آوریل(شکل ۶-ج) بیشینۀ تاوایی در غرب ایران و بخش‌های

1. Vorticity gradient

شرقی عراق واقع شده است و گرادیان تاوایی بسیار زیادی در نیمهٔ غربی ایران مشاهده می‌شود. در روز ۱۷ آوریل دو مرکز بیشینه، یکی در شمال آفریقا و دیگری در نواحی مرکزی ایران دیده می‌شود و منطقهٔ مورد مطالعه در غرب این مرکز واقع شده است(شکل ۶-د).

مرکز بیشینهٔ فرارفت تاوائی نسبی در روز ۱۴ آوریل در شمال کشورهای پاکستان و افغانستان واقع شده است و دو مرکز بیشینهٔ دیگر هم، در شمال اروپا و آفریقا دیده می‌شود. مقادیر کمینهٔ این کمیت برروی اروپا و سیبری قرار گرفته است(شکل ۷-الف). بررسی فرارفت تاوایی نسبی۱ مرکز در۱۵ آوریل نشان می‌دهد که بیشینهٔ این کمیت در شمال روسیه و غرب مدیترانه بوده است و کمینهٔفرارفت تاوایی در شمال اروپا واقع شده است(شکل ۷-ب). مرکز بیشینهٔ فرارفت تاوایی نسبی در روز ۱۶آوریل در شمال آفریقا مشاهده می‌شود و کمینهٔ این کمیت در شرق مدیترانه قرار دارد(شکل ۷-ج). در روز ۱۷ آوریل فرارفت تاوایی نسبی در شمال آفریقا بیشینهٔ مقدار را دارد و مرکز بیشینهٔ دیگری هم برروی شمال شرق کشور دیده می‌شود. مقادیر کمینهٔفرارفت در روی شمال اروپا و غرب عراق دیده می‌شود(شکل ۷-د).





شکل ۷: میدان فرارفت تاوایی تراز ۵۰۰ هکوپتانسیل (حسب بر ثانیه بر متر) برای ساعت ۰۰۰۰UTC روزهای ۱۴ تا ۱۷ آوریل ۲۰۰۳ به ترتیب از الف تا د

مأخذ: نگارندگان، ۱۳۹۲

۶- نتیجه‌گیری و پیشنهادات

نتایج حاصل از بررسی الگوهای جوی مؤثر بر رخداد بارش‌های فرین بهاره در استان آذربایجان غربی به این صورت است:

۱-بررسی میدان‌های فشار و ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در بارش‌های فرین نشان می‌دهد که در بهترین حالت‌ها در روز بارندگی میانگین فشار در منطقهٔ مورد مطالعه بین ۱۰۰۰ تا

۱۰۰۵ هکتوپاسکال و ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکالی در منطقـه، در حـدود ۵۵۵۰ تـا ۵۶۰۰ متـر است.

۲–با ترکیب سامانهٔ کم‌فشار حرارتی سودان با سامانهٔ کم‌فشار دینامیکی مدیترانه‌ای بهتـرین حالت برای عمیق‌شدن ناوهٔ مدیترانه و تقویت سامانهٔ کم‌فشار دینامیکی در شرق مدیترانه فراهم می‌شود و پیامد آن بارش‌های فرین در آذربایجان غربی است.

۳–توسعه و تقویت سامانهٔ پرفشار روی اروپا و سـیبری، بـه‌گونـه‌ای کـه کمربنـد فشـاری گسترده‌ای در عرض‌های جغرافیایی حدود ۴۵ تا ۶۵ درجه شمالی ایجاد شود.و همچنین پشـتهٔ فشاری از سمت دریای خزر به فلات مرکزی ایران نفوذ کند و توسـعه یابـد، در ایـن صـورت باتوجه به استقرار سامانهٔ کم‌فشار دینامیکی قوی در شرق مدیترانه، هم‌گرایـی در منطقـه ایجـاد می‌شود و شرایط ناپایداری لازم بـرای وقـوع بـارش‌هـایی فـرین در آذربایجـان غربـی فـراهم می‌شود.

۴–سامانه‌های کم‌فشار مدیترانه‌ای که بارش‌های فرین بهـاره در منطقـهٔمورد مطالعـه ایجـاد می‌کنند اغلب ازنوع سامانه‌های کم‌فشار بریده هستند و حرکت آهسـته‌ای دارنـد بـه‌طـوری‌کـه حداقل سه روز در شرق مدیترانه ماندگاری دارند.

۵–با استقرار و ماندگاری سامانهٔ کم‌فشار دینامیکی در جنوب غـرب ترکیـه و روی دریـای اژه، گرادیان فشاری قویی بر روی منابع تغذیه رطوبتی از جمله دریای سـیاه و مدیترانـه ایجـاد شده است که این جریانات نسبتاً قوی و مرطـوب مسـافت زیـادی را بـر روی دریـای سـیاه و مدیترانه طی کرده‌اند، آنگاه با حرکت به سمت شرق، با جریانات مرطوب دریای سرخ هـم‌گـرا شده بود و رطوبت کافی برای ایجاد بارش‌های سنگین و فرین منطقـهٔ مـورد مطالعـه را فـراهم می‌آورند.

۶–در تمامی‌حالت‌های که مطالعه شده است، پشتهٔ ارتفاعی از مرکـز ایـران تـا عـرض‌هـای شمالی گسترش یافته است که ایـن امـر نقـش مهمـی را در مانـدگاری سـامانه‌هـای کـم‌فشـار دینامیکی در نواحی شرقی مدیترانه و ایجاد شرایط مناسب برای کسب رطوبت و انـرژی کـافی این سامانه‌ها دارد. بررسی تاوایی نسبی سامانه‌های جوی بارش‌های فرین بهاره نشـان مـی‌دهـد

که در روزهای بارش شدید نسبت به قبل و بعد از بارش، میزان تاوائی نسبی افزایش قابل ملاحظه‌ای(حدود $۴\times۱۰^{-۵}s^{-1}$ تا $۶\times۱۰^{-۵}s^{-1}$) داشته است.؛ بنابر این تغییرات تاوائی نسبی یکی از پیش‌نشانگرهای رخداد بارش‌های فرین در شمال غرب ایران است و بهترین حالت ممکن، زمانی است که سطح زمین و سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال، با هم هماهنگ است و بیشینهٔ مقدار تاوائی در غرب کشور عراق قرار داشته باشد که در این شرایط بیشترین میزان فرارفت تاوایی نسبی به منطقهٔ مورد مطالعه مشاهده می‌شود.

۷- بررسی فرارفت تاوایی نسبی در بارش‌های فرین بهاره نشان می‌دهد که در روزهای رخداد بارش نسبت به قبل و بعد از آن، مقدار این کمیت و فرارفت آن، افزایش قابل ملاحظه‌-ای(حدود $۶\times۱۰^{-۹}s^{-2}$تا$۱۲\times۱۰^{-۹}s^{-2}$) داشته است؛ بنابراین تغییرات فرارفت تاواثی نسبی، یکی از پیش‌نشانگرهای محل رخداد بارش‌های فرین در شمال غرب ایران است.

کتابنامه

۱. اشجعی باشکند، محمد. (۱۳۷۹). ***بررسی و ارایهٔ مدل‌های سینوپتیکی بارش‌های سنگین درشمال غرب ایران.*** پایان نامهٔ کارشناسی ارشد. دانشگاه تربیت مدرس.

۲. حجازی‌زاده، زهرا؛ جعفرپور، زین‌العابدین و پروین، نادر. (۱۳۸۶). ***بررسی و شناسایی الگوهای سینوپتیکی تراز ۵۰۰هکتوپاسکال مولد سیلاب‌های مخرب و فراگیر سطح حوضهٔ آبریز دریاچهٔ ارومیه.*** نشریهٔ علوم جغرافیایی. شمارهٔ۱۰: صص ۱۵۵-۱۲۵.

۳. رنجبر سعادت‌آبادی، عباس؛ امینی، نفیسه. (۱۳۸۹). ***مطالعهٔ بارش‌های شدید فصل تابستان استان گلستان(۱۳۸۰-۱۳۸۶).*** مجلهٔ پژوهش‌های اقلیم شناسی. شمارهٔ ۱: صص ۷۶-۵۷.

۴. رنجبر سعادت‌آبادی، عباس؛ اسدی تلوکی، احمد؛ و مرادی، محمد. (۱۳۹۳). ***تأثیر بی‌هنجاری‌های ماهانهٔ الگوهای فشاری بر شرایط بارشی پاییزه در سواحل شمالی ایران.*** مجلهٔ ژئوفیزیک ایران. جلد ۸. شمارهٔ۱: صص ۱۰۱-۸۲.

۵. عزیزی، قاسم، نیری، معصومه و رستمی جلیلیان، شیما. (۱۳۸۸). ***تحلیل سینوپتیک بارش‌های سنگین در غرب کشور(مطالعهٔموردی: بارش دورهٔ ۷-۱۴ مارس ۲۰۰۵، ۱۶ تا ۲۴اسفند ۱۳۸۵)***. فصل‌نامهٔ جغرافیای طبیعی. سال اول. شمارهٔ۴: صص ۱۳-۱.

۶. عساکره، حسین. (۱۳۹۱). ***تغییر توزیع فراوانی بارش‌های فرین شهر زنجان***. مجلهٔ جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی. سال۲۳. پیاپی۴۵. شمارهٔ۱: صص ۲۱-۱.

۷. عسگری، احمد؛ رحیم‌زاده، فاطمه. (۱۳۸۵). ***تغییرپذیری بارش دهه های اخیر ایران***. فصل‌نامهٔ پژوهش‌های جغرافیایی. شمارهٔ ۵۸: صص ۵۵-۴۲.

۸. لشکری، حسن.(۱۳۷۵). ***الگوی سینوپتیکی بارش‌های شدید جنوب غرب ایران***.رسالهٔ دکتری اقلیم‌شناسی. دانشگاه تربیت مدرس.

۹. منتظری، مجید.(۱۳۸۸). ***تحلیل زمانی‌مکانی بارش‌های فرین روزانه درایران***. مجلهٔجغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی. سال ۲۰. شمارهٔ ۲: صص ۱۴۰-۱۲۵.

10. Benestad, R. (2006). ***Can we expect more extreme precipitation on the monthly time scale***? Journal of Climate. 19: 630-637.

11. Becker, S., Hartmann, H., Zhsng, Q., Wu, Y. & Tiang, T. (2007). **Cyclicity** ***analysis of Precipitation regimes in the Yangtze River Basin.China.*** Int. J. Climatol. 94: 139-153.

12. Browning, K., A. & Roberts, N.M. (1996). ***Variation of Frontal and Precipitation Structure along aCold – Front***. Quarterly Journal of the Royal Metorological Society. 122: 1845 – 1872.

13. Cooley, D. (2009). ***Extreme value analysis and the study of climate change***. ClimaticChange. 97: 77 -83.

14. Garcia, J. A., Gallego, M. C., Serrano, A.&Vaquero, O. M. (2007).***Trends in block seasonal extreme rainfall over the Iberian Peninsula in the second half of twentieth century***. Journal of Climate. 20:113-130.

15. Haylock, M. & Nicholls, N. (2000). ***Trend in extreme rainfall indices for an updated high quality data set for Australia,1910-1998***. Int. J. Climatol. 20:1533-1541.

16. Hennessy, K. J., Suppiah, R., &Page, C. M. (1999). ***Australian rainfall changes, 1910-1995***. Australian Meteorological Magazine. 48: 1-13.

17. Higgins, R. W., Schemm, E., Shi, W. & Leetmaa, A. (2000). ***Extreme Precipitation Events in the Western United States Related to Tropical Forcing***. J. Climate. 13: 793–820.
18. Hossos, E., Lolis, C. J.& Bartzokas, A. (2008). ***Atmospheric Circulation Patternsassociated with extream precipitation amounts in Greece.*** Adv.Geosice. 17: 5 -11.
19. Kysely, J.& Picek, J. (2007). ***Regional growth curves and improved design value estimates of extreme precipitation events in the Czech Republic***. Climate Research 33: 243–255.
20. Kunkel, K. E. (2003).***North American Trends in Extreme Precipitation.***Nat. Hazards. 29: 291–305.
21. Lana, A., campains, J., Genoves, A.& Jansa, A. (2007). ***Atmospheric patterns for heavy rain events in the Balearic Islands.*** Adv .Geosci. 12: 27-32.
22. Nicholls, N., Trewin, B. & Haylock, M. (2000). ***Climate Extremes: Indicators for State of the Environmentonitoring***. Australia, State of the Environment, Second Technical PaperSeries (The Atmosphere), Department of the Environment and Heritage, Canberra: 1-20.
23. Peterson, T. C., Folland, C., Gruza, G., Hogg, W., Mokssit, A. & Plummer, N. (2001). ***Report of the Activities of the Working Group on Climate ChangeDetection and Related Rapporteurs***. WorldMeteorol. Organ., Geneva, Switzerland. Tech. Doc., 1071: 1-146.
24. Seleshi, Y., Camberlin, P. (2006). ***RecentChanges in dry spll and extreme rainfall events in Ethiopia***. Theor. Appl. Climatol.83: 181-191.

Spring Extreme Precipitation in the Province of West Azarbaijan (2003 – 2008)

Abbas Ranjbar Saadatabadi[1]
Assistant Prof. of Meteorology of Atmospheric Science and Meteorological Research (ASMERC), Tehran, Iran
Azad Tohidi Sardasht
M.Sc. in Meteorology, West Azarbaijan Applied Research Meteorology Center, Urmiah-Iran

Received 31 August 2013 *Accepted 13 September 2014*

Abstract

Objectives: The main goal of this study is to identify sources of formation and characteristics of pressure patterns, and meteorological quantities that affect heavy rainfalls in spring in the West Azerbaijan province.
Method: According to maps and meteorological data in different levels of atmosphere, weather patterns leading to heavy precipitations in spring were investigated in six years (2003-2008) in West Azerbaijan province. For this purpose, meteorological data, weather charts at standard pressure levels, total precipitation and gridded sea level pressure (SLP), 500-hPa geopotential height fields and their anomalies data were used. In addition, relative vorticity and its advection were computed at 500-hPa level for rainfall episodes.
Findings/Results: The results indicate that all types of events are controlled by the strong cut of low-pressure systems that are located in east of Mediterranean Sea and remain stagnant for 3-7 days in this area.
Conclusion: In all studied cases, , relative vorticity and its advection on mid-troposphere(500-hPa) level reveal a significant increase in the days before the heavy rainfall period with the maximum vorticity reaching $4\times10\text{-}5s^{-1}$ to $6\times10\text{-}5s^{-1}$ and maximum advection reaching $6\times10\text{-}9s^{-2}$ to $12\times10\text{-}9s^{-2}$). One day before the start of heavy rainfalls, vorticity and its advection reached their maximum values. As such, it can be used as a predictor of intense rainfall episodes in spring.
Key words: Weather patterns, Heavy rainfalls, Relative vorticity, West Azerbaijan.

How to cite this article:
Ranjbar Saadatabadi, A., & Tohidi Sardast , A. (2014). Spring extreme precipitation in the province of West Aazarbaijan (2003 – 2008). *Journal of Geography and Regional Development, 12*(22), 151-169.
URL http://jgrd.um.ac.ir/article/view/26465

[1]- Corresponding Author: Email : aranjbar@gmail.com